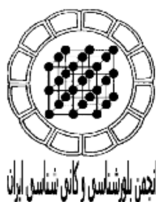
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی ام، شمارۀ سوم، پاییز ۱۴۰۱، از صفحۀ ۴۵۹ تا ۴۷۴




# زمین‌شیمی و ویژگی‌های گوهرشناسی کروندوم در پگماتیت‌های خاکو، شمال شرق باتولیت الوند (غرب ایران)

حدیث صادقی[۱]، شهریار محمودی*[۲]، محمدرضا جعفری[۱]، محمدعلی آرین[۱]

۱- *دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال*

۲-*دانشگاه خوارزمی، دانشکده علوم زمین، گروه زمین شیمی*

(دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۹/۲۵، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۱۲/۱۱)

**چکیده:** کانسار خاکو در جنوب و جنوب شرق شهر همدان و در نزدیکی روستای خاکو در غرب ایران قرار دارد. در این منطقه کروندوم‌هایی به رنگ آبی درون رگه‌های پگماتیتی و بدنه گرانیتی وجود دارند. داده‌های سن‌سنجی مطلق با روش‌های گوناگون پرتوسنجی نشان می‌دهد که سنگ‌های دگرگونی در گستره زمانی ژوراسیک تا کرتاسه تشکیل شده و سپس در ژوراسیک میانی تا کرتاسه پیشین، مورد هجوم توده‌های نفوذی قرار گرفته‌اند و فازهای جوانتر و رگه‌های پگماتیتی درون آن‌ها نفوذ کرده‌اند. فعالیت‌های گرمابی سیال های داغ تراوش یافته از توده گرانیتی همبری‌های ویژه شامل بلورهای کروندوم + کیانیت+ میکا ± پلاژیوکلاز را به وجود آورده‌اند. کانی‌های آلومینوسیلیکاتی و کروندوم در این رگه ها و توده های کوچک پگماتیتی و لبه توده گرانیتی دیده می‌شوند. برپایه بررسی‌های انجام شده، فرآیندهای دگرگونی دگرنهادی و ترکیب قلیایی غنی از آلومین توده نفوذی منجر به یک مدل زایشی بر اساس تبادل دوطرفه سیال های داغ در دمای بالا و فشار متوسط شده که در آن پدیده سیلیس‌زدایی گسترده، افزایش نسبت Al/Si و تبدیل بلورهای آلومینوسیلیکات و پلاژیوکلاز به کروندوم طی فرآیندهای پیشرونده در یک سامانه زمین شیمیایی باز صورت گرفته است. بنابراین خاستگاه کانسار خاکو با یک مدل ماگمایی دگرنهاده قابل توجیه است. نتایج نشان می‌دهد، که مقدار عناصر کمیاب کروندوم‌های منطقه خاکو گستره تغییرات وسیعی دارند. بلورهای کروندوم طبیعی کانسار خاکو از نظر عمق رنگ در گروه‌های ۶ و ۷، از نظر میزان درخشندگی در گستره ۲ و ۳ رنگ سرد و از نظر رنگ مایه در گروه بنفش آبی (VB) و آبی (B) قرار دارند. کروندوم‌های مورد بررسی در منطقه خاکو دارای کمتر از ۱ درصد وزنی عنصر آهن، ۱۰ ppm تا ۴۷ گالیوم، ۸۳ ppm تا ۶۹۰ تیتانیوم و ۳۰ (ppm) عنصر وانادیوم هستند و شباهت شیمیایی با نمونه‌های معادن همنشین با سینیت‌ها در تانزانیا دارند.

**واژه‌های کلیدی:** *کروندوم؛ دگرنهادی؛ گوهرشناسی؛ خاکو؛ همدان.*

**مقدمه**

در سراسر جهان، کانسارهای متعددی از کروندوم با ویژگی ها گوهری استخراج می‌شوند که به یاقوت و یاقوت کبود معروف هستند. در این بین، کشورهای برمه، سریلانکا، آمریکا، و کشورهای آفریقایی مهمترین هستند [۱]. در ایران، مهمترین ذخایر احتمالی کروندوم‌های طبیعی در پگماتیت‌های پیرامون باتولیت الوند همدان و به ویژه در نزدیکی روستای خاکو یافت شده است. این کروندوم‌ها در اندازه‌های میلیمتری تا چندسانتی‌متری و به رنگ آبی به همراه برخی از بلورهای آلومینوسیلیکاتی در رگه‌های پگماتیتی و لبه گرانیت تشکیل شده‌اند [۲-۴]. همچنین پیرامون توده نفوذی بروجرد، کانی کروندوم در مجموعه دگرگونی بروجرد- ملایر گزارش شده است [۵-۷]. در این پژوهش، ویژگی های گوهری کروندوم و عوامل زمین شیمیایی موثر در ایجاد آن در منطقه خاکو بررسی می‌شود. این پژوهش می‌تواند در تعیین سمت و سوی بررسی‌های اقتصادی در زمینه بهره‌برداری احتمالی از این

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۴۸۳۸۱۳۱، نمابر: ۰۲۶۳۴۵۱۱۰۰۰، پست الکترونیکی: S.mahmoudi@khu.ac.ir



[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.6.4 ]

[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.459 ]

ذخایر نقش اساسی داشته باشد.

**روش کار**

تعداد ۵۰ نمونه سنگی از رخنمون‌های صحرایی و ترانشه‌های حفاری شده برداشت و از همه آنها مقاطع نازک تهیه شد. بر اساس بررسی‌های سنگ نگاری انجام شده، نخست ۱۰ نمونه با روش‌های کانه‌آرایی و جداسازی کانه تخریب و بلورهای ویژه کروندوم جداسازی گردید و در شرکت زرآزما در تهران به روش‌های طیف‌سنجی فئورسانس پرتوی ایکس (XRF) و طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شه القایی (ICP-Ms) تجزیه شیمیایی شدند (جدول ۱). تعداد۷ نمونه برای بررسی با میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) و تجزیه شیمیایی نیمه‌کیفی انتخاب گردیدند، این نمونه‌ها در مرکز جهاد دانشگاهی دانشگاه صنعتی شریف با میکروسکوپ الکترونی روبشی گسیل میدانی (FE-SEM) نفوذی FE-SEM, TeScan – Mira III ساخت کشور جمهوری چک مجهز به سامانه‌های تجزیه با ریزپردازشگر الکترونی (EPMA) و طیف-سنجی تفکیک طول موج (WDS) که توان تجزیه شیمیایی عناصر سنگین‌تر از Al را دارد، تجزیه شدند. این سامانه‌ها ساخت شرکت هیتاچی کشور ژاپن بوده و قادر به تهیه تصاویر پراکندگی کیفی عناصر در نمونه به روش نقشه پرتوی X و روبش خطی هستند. همچنین این نمونه‌ها برای اندازه‌گیری کمی دقیق عناصر اصلی در آزمایشگاه مرکز فرآوری کانه با دستگاه EPMA مدل Camaca-SX-100 تجزیه شیمیایی شدند (جدول ۲).

**موقعیت زمین‌شناسی**

منطقه خاکو در شمال شرق توده گرانیتی الوند، در زیرپهنه سنندج-سیرجان از پهنه ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۱ الف). پهنه سنندج - سیرجان در واقع جزئی از منطقه ساختاری ایران مرکزی بوده که در کرانه جنوب غربی آن واقع است [۸]. این زیرپهنه به صورت یک نوار طویل دگرگونی در راستا و موازی با روراندگی زاگرس قرار دارد. اگرچه برخی دگرگونی‌های همدان را پی‌سنگ پرکامبرین در نظر گرفته‌اند [۹]، تقریبا بیشتر پژوهشگران سن سنگ مادر سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان را مزوزوئیک می‌دانند. سنگ‌های آذرین منطقه همدان در نقشه زمین‌شناسی منطقه خاکو شامل سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی و بخشی از توده الوند در شکل ۱ ب نشان داده شده‌اند.

**جدول ۱** نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی بلورهای کروندوم (برحسب درصد) به روش XRF . (Dl=Detection limit) <Dl به معنی مقدار کمتر از حد تشخیص دستگاه است).

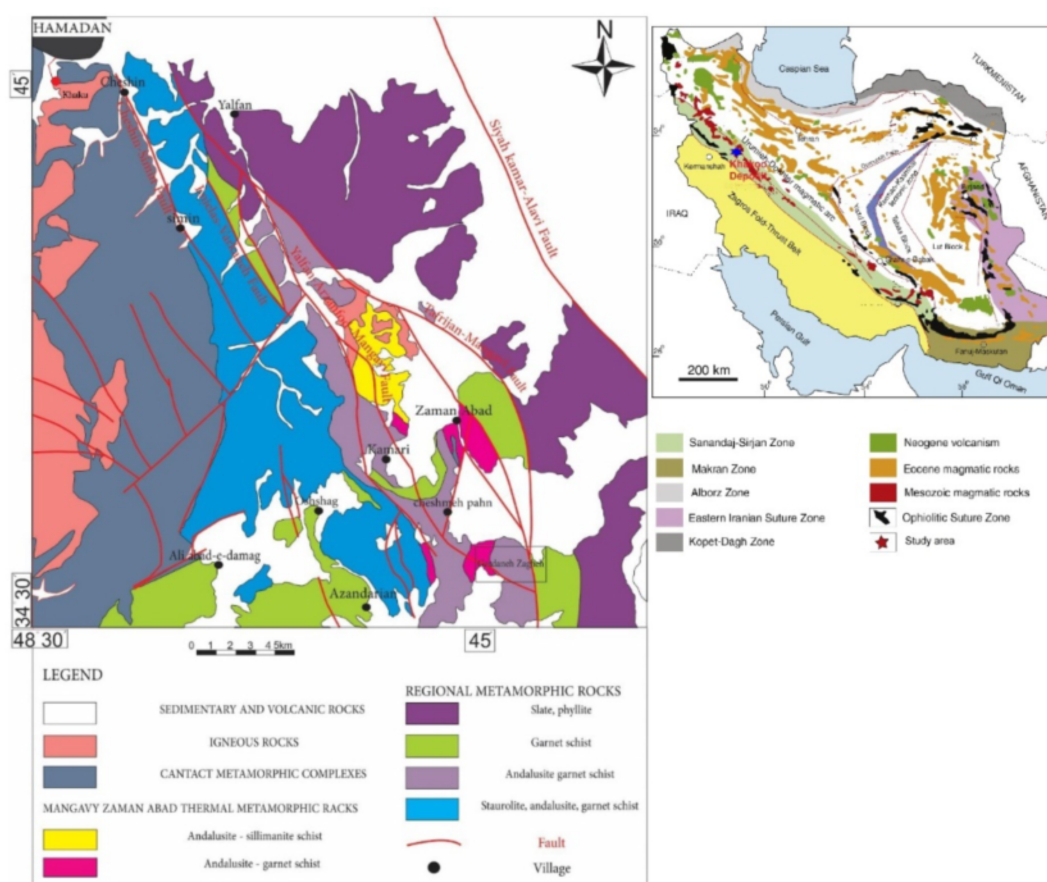
| Sample | SH-3 | SH-6 | SH-6 | SH-7 |
|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | ۱٫۱۴ | ۰٫۵۱ | ۱٫۴۷ | ۱٫۳۵ |
| $Al_2O_3$ | ۹۲٫۲۴ | ۹۶٫۵۶ | ۹۳٫۱۱ | ۹۳٫۱۱ |
| BaO | <Dl | ۰٫۱۲ | ۰٫۷۱ | ۰٫۷۱ |
| CaO | ۰٫۰۶ | ۱٫۴۶ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۶ |
| $Fe_2O_{3t}$ | ۱٫۹۹ | ۱٫۶۹ | ۱٫۱۸ | ۱٫۸۴ |
| $K_2O$ | ۲٫۶۷ | ۱٫۰۸ | ۱٫۳۶ | ۱٫۳۴ |
| MgO | ۰٫۰۹ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۷ |
| $NiO_2$ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۹ | ۰٫۰۳ | ۰٫۱۲ |
| MnO | ۰٫۱۰ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۴ | ٫۰۹ |
| $Ga_2O_3$ | ۰٫۱ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۷ | ۰٫۱ |
| $Na_2O$ | ۰٫۲۳ | ۰٫۴۲ | ۰٫۲۲ | ۰٫۱۸ |
| $P_2O_5$ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۶ | ۰٫۱۱ | ۰٫۰۲ |
| $V_2O_5$ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۱ |
| $SO_3$ | ۰٫۰۸ | ۰٫۲۰ | ۰٫۴۳ | ۰٫۴۲ |
| $TiO_2$ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۰ | ۰٫۱۵ | ۰٫۱۵ |
| $Cr_2O_3$ | ۰٫۲۷ | ۰٫۲۲ | ۰٫۱۴ | ۰٫۲۱ |
| LOI | ۰٫۷۴ | ۱٫۱۱ | ۱٫۲۸ | ۱٫۲۰ |
| Total | ۹۹٫۶۵ | ۱۰۰٫۵۱ | ۱۰۰٫۱۳ | ۱۰۰٫۶۴ |


[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.6.4 ]
[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.459 ]

**جدول ۲** نتایج تجزیه شیمیایی عناصر فرعی بلورهای کروندوم طبیعی به روش ICP-MS که از بر پایه هشت بلور جداسازی شده انجام شده است.

| نمونه | SH-2 | SH-3 | SH-4 | SH-5 | SH-6 | SH-7 | SH-15 | SH-17 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| As | <۰٫۱ | ۰٫۳ | ۰٫۱ | ۷٫۵ | <۰٫۱ | <۰٫۱ | ۱ | <۰٫۱ |
| Ba | ۵۲ | ۵۸ | ۱۹۲۵ | ۵۸۲ | ۴۳۷ | ۲۲۹ | ۱۷۷ | ۵۵ |
| Be | ۰٫۶ | ۱٫۲ | ۱٫۲ | ۰٫۶ | ۰٫۵ | ۰٫۵ | ۱٫۶ | ۰٫۳ |
| Bi | <۰٫۱ | <۰٫۱ | <۰٫۱ | <۰٫۲ | <۰٫۱ | <۰٫۱ | <۰٫۱ | <۰٫۱ |
| Ca | ۱۷۰۶ | ۵۴۵ | ۴۹۶ | ۵۵۲ | ۱۲۳۲ | ۶۳۶ | ۲۸۸۶ | ۲۹۴ |
| Cd | <۰٫۱ | <۰٫۱ | <۰٫۱ | <۰٫۲ | <۰٫۱ | <۰٫۱ | <۰٫۱ | <۰٫۱ |
| Ce | <۱ | <۱ | <۱ | ۱۴ | <۱ | <۱ | <۱ | <۱ |
| Co | ۳٫۱ | <۱ | <۱ | ۷٫۵ | ۲٫۸ | <۱ | <۱ | <۱ |
| Cr | ۷۱ | ۹ | ۹ | ۲۸ | ۳۱ | ۱۴ | ۱۲ | ۹ |
| Cs | <۰٫۵ | ۱٫۶ | ۲ | ۵٫۲ | <۰٫۵ | <۰٫۷ | ۱٫۲ | <۰٫۵ |
| Cu | ۲۲ | ۸ | ۱۷ | ۱۹ | ۳۶ | ۱۵ | ۸ | ۹ |
| Dy | ۰٫۲۲ | ۰٫۲۶ | ۰٫۲۳ | ۰٫۴۳ | ۰٫۳۶ | ۰٫۲۳ | ۰٫۲۷ | ۰٫۱۸ |
| Er | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۷ | ۰٫۱ | ۰٫۲۱ | ۰٫۲۲ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۶ | ۰٫۰۸ |
| Eu | <۰٫۱ | <۰٫۱ | ۰٫۲۶ | ۰٫۴۹ | <۰٫۱ | <۰٫۱ | <۰٫۱ | <۰٫۱ |
| Fe | ۲۷۴۸ | ۲۹۳۹ | ۹۰۳۸ | ۲۴۲۹ | ۲۷۸۵ | ۱۲۶۴ | ۱۹۹۱ | ۱۰۱۸ |
| Ga | ۱۰ | ۲۸ | ۳۰ | ۴۷ | ۲۱ | ۱۲ | ۱۰ | ۱۴ |
| Hf | ۰٫۶ | ۰٫۷۴ | ۰٫۶ | ۰٫۶۸ | ۰٫۶۲ | ۰٫۵۷ | ۰٫۶۹ | ۰٫۵۶ |
| K | ۱۵۵۱ | ۲۵۷۳۲ | ۱۹۹۰۸ | ۷۷۹۸ | ۵۶۵۱ | ۳۸۳۳ | ۲۱۱۶۲ | ۲۵۷ |
| La | <۱ | <۱ | <۱ | ۸ | <۱ | <۱ | <۱ | <۱ |
| Li | ۱۰ | ۶۵ | ۵۱ | ۱۰۷۵ | ۱۱ | ۱۲ | ۱۳۸ | <۱ |
| Mg | ۶۹۶ | ۳۲۴ | ۲۵۷ | ۱۳۰۳ | ۳۷۷ | ۲۳۲ | ۳۶۷ | <۱۰۰ |
| Mn | ۱۸۵ | ۱۵۵ | ۲۱۰ | ۵۴۰ | ۶۷۵ | ۱۰۸ | ۹۵ | ۵۰ |
| Mo | ۶٫۴ | <۰٫۱ | <۰٫۱ | <۰٫۲ | <۰٫۴ | <۰٫۱ | <۰٫۱ | <۰٫۱ |
| Na | ۲۲۶۹ | ۲۰۸۱ | ۲۷۵۱ | ۷۰۹۳ | ۲۳۳۵ | ۱۱۵۰ | ۲۵۵۴ | ۴۰۴ |
| Nb | ۶٫۶ | ۳۵٫۶ | ۱۸٫۳ | ۳۵٫۱ | ۱۰٫۱ | ۶٫۳ | ۲۸٫۲ | ۹٫۵ |
| Nd | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ |
| Ni | ۴۸ | ۱۸ | ۱۳ | ۳۷ | ۱۴ | ۶ | ۷ | ۹ |
| P | ۷۸ | ۷۹ | ۸۱ | ۱۱۱ | ۹۴ | ۸۵ | ۹۱ | ۷۹ |
| Pb | ۱۷ | ۱۴ | ۱۰۱ | ۷۳ | ۷۹ | ۳۱ | ۲۶ | ۲ |
| Rb | ۱۱ | ۱۲۱ | ۱۱۸ | ۴۵ | ۲۸ | ۲۳ | ۱۲۹ | ۷ |
| S | ۱۵۲ | ۱۰۶ | ۶۱۰ | ۲۶۸ | ۲۱۵ | ۱۲۸ | ۱۱۰ | ۷۶ |
| Sb | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ |
| Se | <۰٫۵ | ۰٫۷۲ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | ۰٫۷ | <۰٫۵ | ۱٫۰۱ | ۰٫۷۶ |
| Sm | <۰٫۰۲ | <۰٫۰۲ | ۰٫۲۹ | ۰٫۴۸ | <۰٫۰۲ | <۰٫۰۲ | <۰٫۰۲ | <۰٫۰۲ |
| Sn | ۳٫۵ | ۷٫۶ | ۷٫۸ | ۱٫۶ | ۳٫۹ | ۳٫۱ | ۶٫۶ | ۲ |
| Sr | ۷٫۷ | ۱۱٫۳ | ۵۳٫۱ | ۳۲۰ | ۳۶٫۴ | ۲۲٫۳ | ۳۶٫۷ | ۵٫۶ |
| Ta | ۰٫۸۵ | ۲٫۲۱ | ۰٫۶۸ | ۱٫۲ | ۰٫۴۳ | ۰٫۴۵ | ۰٫۸۹ | ۰٫۸۴ |
| Tb | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۴ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۱ |
| Th | <۰٫۱ | ۱٫۲ | <۰٫۱ | ۰٫۹۴ | <۰٫۱ | <۰٫۱ | ۰٫۷۹ | <۰٫۱ |
| Ti | ۱۶۴ | ۲۲۸ | ۱۹۰ | ۶۹۰ | ۱۵۸ | ۲۰۳ | ۱۶۷ | ۸۳ |
| Tl | <۰٫۱ | ۰٫۳۵ | ۰٫۴۲ | ۰٫۳۱ | ۰٫۱۲ | <۰٫۱ | ۰٫۳۹ | <۰٫۱ |
| Tm | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۱ |
| U | ۰٫۷ | ۲٫۳ | ۰٫۳ | ۰٫۹۱ | ۰٫۲ | ۰٫۱ | ۰٫۷ | ۰٫۱ |
| V | ۱۰ | ۹ | ۹ | ۳۶ | ۱۱ | ۱۰ | ۱۰ | ۹ |
| Yb | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۲ | <۰٫۱ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ |
| Zn | ۲۲ | ۳۷ | ۳۹ | ۲۷۴ | ۶۸ | ۴۰ | ۶۴ | ۸ |


[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.6.4 ]
[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.459 ]




**شکل ۱** الف) موقعیت منطقه مورد بررسی در سرزمین ایران. (ب). نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ همدان.

سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان به عنوان بخشی از پهنه ساختاری سنندج- سیرجان شمالی سرگذشتی شبیه سایر بخش‌های شمالی این پهنه دارند، اما در این منطقه رخداد دگرگونی ناحیه‌ای با حضور توالی به نسبت ضخیمی از شیست مشهود است بهاری فر و همکاران [۱۰] برای تفسیر دگرگونی منطقه همدان از واژه دگرگونی دینامیکی گرمایی استفاده کرده‌اند و دلیل آن رخداد دگرگونی گرمایی به همراه چندین مرحله دگرشکلی در این منطقه است. البته نمی‌توان اثر دگرگونی ناحیه‌ای را کم اهمیت دانست سن‌سنجی انجام شده بر سنگ‌های دگرگونی منطقه روی دانه‌های آمفیبول جدا شده از آمفیبولیت‌های همدان و با روش پتاسیم- آرگون سن ۱۱۴ میلیون سال را به دست می‌دهد، اما این سن با سایر رخدادهای دگرگونی در منطقه و حتی نفوذ توده الوند همخوانی ندارد [۱۰]. همچنین منفردی و همکاران [۱۱] با روش اورانیوم- توریم- سرب و با استفاده از کانی مونازیت این سنگ‌ها را سن‌سنجی نموده و سن ۱۶۸ میلیون سال را برای شیست‌های منطقه و سن ۱۴۸ میلیون سال را برای هورنفلس‌های منطقه برآورد کرده‌اند که گستره ۱۶۰ تا ۱۷۰ میلیون سال قابل قبول است [۵، ۱۲، ۱۳] که بر این اساس در ژوراسیک میانی واقع می‌شود. فازهای کوهزایی پس از کرتاسه و پیش از میوسن نیز در بخش‌های مختلف سنندج- سیرجان و در منطقه همدان رخ داده‌اند. ارتباط بین کانی‌های ایجاد شده در نقطه اوج دگرگونی و حرکت‌های کوهزایی و برگواره‌های ایجاد شده نشان می‌دهد که سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان در معرض یک شار گرمایی بالا بوده‌اند که در ارتباط با نفوذ توده‌های گابرویی و گرانیتی در منطقه است [۱۴].

در کل، سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان شامل دو گروه هستند، گروه اول سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای بیشتر متاپلیت‌ها هستند که به عنوان فیلیت‌های همدان شناخته می‌شوند. سنگ مادر اصلی این سنگ‌های دگرگونی، شیل و لای سنگ است، اما میان‌لایه‌هایی از کوارتز آرنایت، آرکوز، ماسه سنگ تیره، مارن، توفیت و حتی آهک درون توالی اولیه وجود داشته که در اثر دگرگونی آنها واحدهای غیر متاپلیتی تشکیل شده‌اند [۱۵]. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای همدان

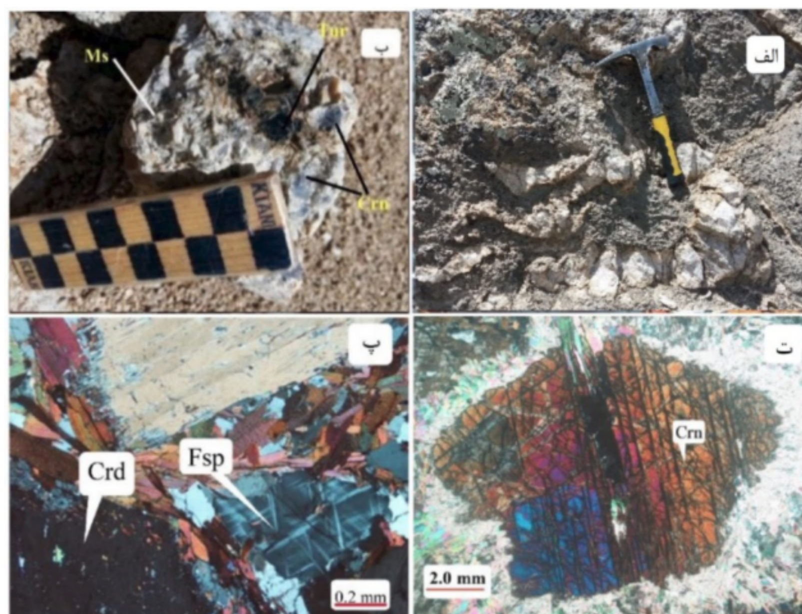

[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.6.4 ]
[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.459 ]

شامل آندالوزیت گارنت شیست، آندالوزیت استارولیت شیست، سیلیمانیت-آندالوزیت گارنت شیست، سیلیمانیت شیست، آندالوزیت- سیلیمانیت شیست، فیلیت و اسلیت هستند[۱۴].

سنگ‌های دگرگونی مجاورتی به عنوان پیامد فعالیت ماگمایی الوند درون و گرداگرد توده الوند گسترش دارند و شامل هورنفلس شیست و هورنفلس‌های مختلف هستند. در این سنگ‌ها، کردیریت، کوارتز و گرافیت فراوان هستند و آندالوزیت، استارولیت، گارنت، بیوتیت و مسکوویت نیز ممکن است وجود داشته باشند [۱۶]. دگرگونی آنها تا مرز پیدایش فلدسپار پتاسیم و سیلیمانیت در برخوردگاه توده پیش می‌رود. میگماتیت‌ها نیز در شرق توده الوند در مرز بین سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و گرانیتوئیدها گسترش دارند. همچنین در منطقه مورد بررسی، میگماتیت‌ها در بخش‌های مختلف کرانه شمال شرقی و جنوب شرقی توده و نیز به صورت توده‌هایی پراکنده درون توده نفوذی در منطقه گشین و خاکو دیده می‌شوند (شکل ۱ ب). در این منطقه، میگماتیت‌ها از سمت جنوب و جنوب غرب به توده نفوذی الوند و از سمت شمال شرق، به دگرگونی‌های مجاورتی می‌رسند. بخش‌هایی از میگماتیت‌ها نیز درون توده نفوذی قرار دارند. درون میگماتیت‌ها، بخش‌هایی دارای کروندوم هستند که به دلیل کوچک بودن، قابل نمایش در نقشه نیستند. این سنگ‌های کروندوم‌دار در پیرامون و درون پگماتیت‌های لبه توده نیز دیده می‌شوند.

**سنگ‌نگاری**

سنگ‌های دربردارنده بلورهای‌های کروندوم در لبه توده نفوذی الوند در شمال روستای خاکو برونزد دارند. این سنگ‌ها اغلب رخنمون‌های میگماتیتی و برخی نیز پگماتیت هستند (شکل ۲ الف). در رخنمون‌های صحرایی، بلورهای درشت آبی رنگ یاقوت کبود قابل تشخیص هستند (شکل ۲ ب). در بررسی میکروسکوپی، کانی‌های همراه کردیریت و فلدسپار قلیایی هستند (شکل ۲ پ) و کروندوم اغلب شکل‌دار بوده و به صورت منشورهای کوتاه آبی رنگ درون بلورهای کیانیت و سیلمانیت قابل دیده است (شکل ۲ ت). این کانی بدون جهت‌یافتگی مشخص بوده و اغلب در گرهک‌های سریسیتی متمرکز است، به طوری که پیرامون آن را تا چند میلیمتر مخلوطی از مسکوویت و سایر ریزبلورها در برگرفته‌اند (شکل ۲ ت). در نمونه‌های میکروسکوپی، بخش‌های کیانیتی دارای کروندوم نیز در تاجی از سریسیت قرار دارند (شکل ۲ ت). قطر گرهک‌های سریسیتی به چند سانتیمتر نیز می‌رسد. در خارج از بخش سریسیتی، کلریت بسیاری دیده می‌شود. براساس بررسی های میکروسکوپ الکترونی و EPMA، ترکیب بخش‌های کیانیتی که زیر میکروسکوپ نوری ویژگی های سنگ نگاری آلومینوسیلیکاتی نشان می‌دهند، (از جمله تعداد و زاویه رخ‌ها)، به طور قطعی کروندوم بوده که به صورت شبه ریخت درون قالب‌های کیانیت جایگزین شده است (شکل ۲ ت).




**شکل ۲** (الف) رگه پگماتیتی دربردارنده درشت‌بلورهای بی‌شکل کوارتز. (ب) بلورهای فلدسپار پتاسیم. (پ) فلدسپارهای پرتیتی و کردیریت. (ت) بلورهای کروندوم با دوشکستی قوی.


[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.6.4 ]
[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.459 ]

از نظر سنگ‌نگاری، در لبه توده گرانیتی بخش‌های پگماتیتی وجود دارند که توده‌ها و رگه‌های پگماتیتی به درون هاله دگرگونی با سنگ مادر شامل شیست‌های با درجه بالای دگرگونی و میگماتیت‌های گنیسی نفوذ کرده‌اند؛ در گزارش-های پیشین نیز به وجود کیانیت در پگماتیتهای این منطقه اشاره شده است [۱۶]. کانی کروندوم به صورت ماکروسکوپی و با اندازه میلی‌متری تا چند سانتی‌متری پیرامون پگماتیت‌ها و میگماتیت‌ها به ویژه در لبه رگه‌های پگماتیتی که در برخوردگاه با گرانیت و هاله دگرگونی مجاورتی هستند، ایجاد شده است. در راستای شکستگی‌های عمودی درون توده گرانیتی و هاله دگرگونی که محل عبور سیال‌های گرمابی بوده است فراوانی بیشتری از بلورهای کروندوم به چشم می‌خورد. در بخش‌های گنیسی و میگماتیتی نیز کروندوم به طور اتفاقی یافت می‌شود. ویژگی های صحرایی منطقه مورد بررسی بیانگر اثر سیال‌های گرمابی و دگرنهاده در تبلور کروندوم است.

**زمین شیمی کروندوم در منطقه خاکو**

چهاربلور کروندوم یافت شده در معدن خاکو با روش XRF (جدول ۱)، با هشت بلور ICP-MS (جدول ۲)، و دو مقطع میکروسکوپی و چهارده نقطه بر پنج بلور به روش EPMA (جدول ۳) تجزیه شیمیایی شدند. بر اساس بررسی های صحرایی، سنگ نگاری و شیمی سنگ کل، بلورهای کروندوم در منطقه خاکو در سنگ‌های دگرگونی، به ویژه میگماتیت‌ها و سنگ‌های پگماتیتی لبه گرانیت یافت می‌شوند که اغلب دارای خاستگاه آذرین و دربردارنده کانی‌های دگرگونی در دمای متوسط و فشار پایین هستند [۱۷-۲۰]. پگماتیت‌های دربردارنده کانسار و این بخش از توده گرانیتی الوند که در منطقه مورد بررسی رخنمون دارند، ویژگی‌های زمین شیمیایی شبیه گرانیت‌های ناشی از ذوب پوسته قاره‌ای (نوع S) و یا مذاب‌های به شدت آغشته با بخش‌های رسوبی پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهند [۲۱]. ترکیب شیمیایی بلورهای کروندوم نیز اطلاعات ارزشمندی از جایگاه زمین ساختی و فرآیند تشکیل سنگ دربردارنده این بلورها بدست می‌دهد [۱۶، ۲۲، ۲۳]. تغییرات این عناصر تعیین کننده ویژگی های فیزیکی کانی به ویژه پدیده رنگ در این بلورها است.

**جدول ۳** نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی بلورهای کروندوم طبیعی به روش EPMA از دو نمونه سنگی SH-1 و SH-3 میکروسکوپی.

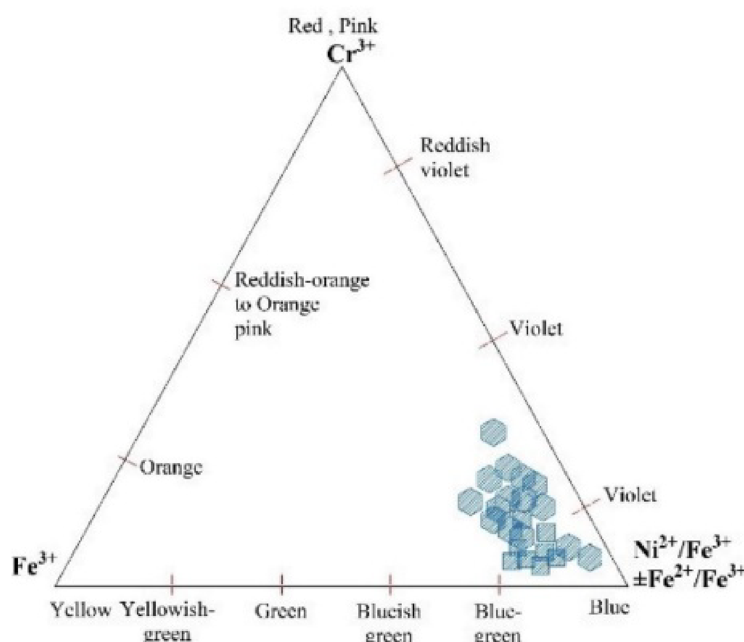
| نمونه | SH-1 | | | | | | | | | | SH-3 | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| بلور | ۱ | | ۲ | | | ۳ | | ۴ | | | ۱ | | ۲ | |
| نقطه | ۱ | ۲ | ۱. | ۲ | ۳ | ۱ | ۲ | ۱ | ۲ | ۳ | ۱ | ۲ | ۱ | ۲ |
| $SiO_2$ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۷ | ۰ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۶ |
| $Al_2O_3$ | ۹۸٫۴ | ۹۸٫۴۸ | ۹۷٫۸۶ | ۹۸٫۱ | ۹۸٫۳۷ | ۹۶٫۷۵ | ۹۷٫۰۵ | ۹۷٫۹۷ | ۹۶٫۷۶ | ۹۶٫۹۳ | ۹۸٫۸۱ | ۹۶٫۴۹ | ۹۶٫۵۲ | ۹۷٫۱۳ |
| $Na_2O$ | 0٫01 | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | 0٫04 | 0٫04 | <Dl | <Dl |
| $K_2O$ | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl |
| MgO | 0٫01 | <Dl | <Dl | 0٫03 | 0٫01 | 0٫03 | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl |
| CaO | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl |
| MnO | ۰٫۲۳ | ۰٫۱۰ | ۰٫۳۱ | ۰٫۰۴ | ۰٫۱۳ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۹ | ۰٫۱۰ | ۰٫۴۲ | ۰٫۴۸ | ۰٫۲۳ | ۰٫۳۹ |
| FeO | ۱٫۲۱ | ۱٫۲۹ | ۰٫۳۱ | ۰٫۹۹ | ۱٫۰۲ | ۱٫۱۳ | ۱٫۱۲ | ۱٫۱۶ | ۱٫۱۷ | ۱٫۱۹ | ۰٫۲ | ۰٫۲۲ | ۰٫۱۹ | ۰٫۲۲ |
| CuO | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۲ | ۰ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۴ | ۰٫۱ | <Dl | ۰٫۰۴ | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl |
| ZnO | ۰٫۰۳ | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۵ | <Dl | <Dl | <Dl |
| $Cr_2O_3$ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ |
| $Ga_2O_3$ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۷ | ۰٫۱۰ | ۰٫۰۶ | ۰٫۱۳ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۹ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۵ |
| $V_2O_5$ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۱ |
| $TiO_2$ | <Dl | <Dl | ۰٫۲۶ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۶ | ۰٫۱۸ | ۰٫۱۷ | <Dl | <Dl | <Dl | <Dl | ۰٫۲۵ | ۰٫۲۱ | ۰٫۲۷ |
| مجموع | ۹۹٫۹۰ | ۹۹٫۹۱ | ۹۸٫۵۷ | ۹۹٫۵۹ | ۹۹٫۸۲ | ۹۷٫۱۹ | ۹۸٫۴۶ | ۹۹٫۲۹ | ۹۸٫۲۹ | ۹۸٫۴۳ | ۱۰۰٫۴۵ | ۹۸٫۰۷ | ۹۸٫۰۸ | ۹۸٫۷۳ |

**عناصر اصلی**

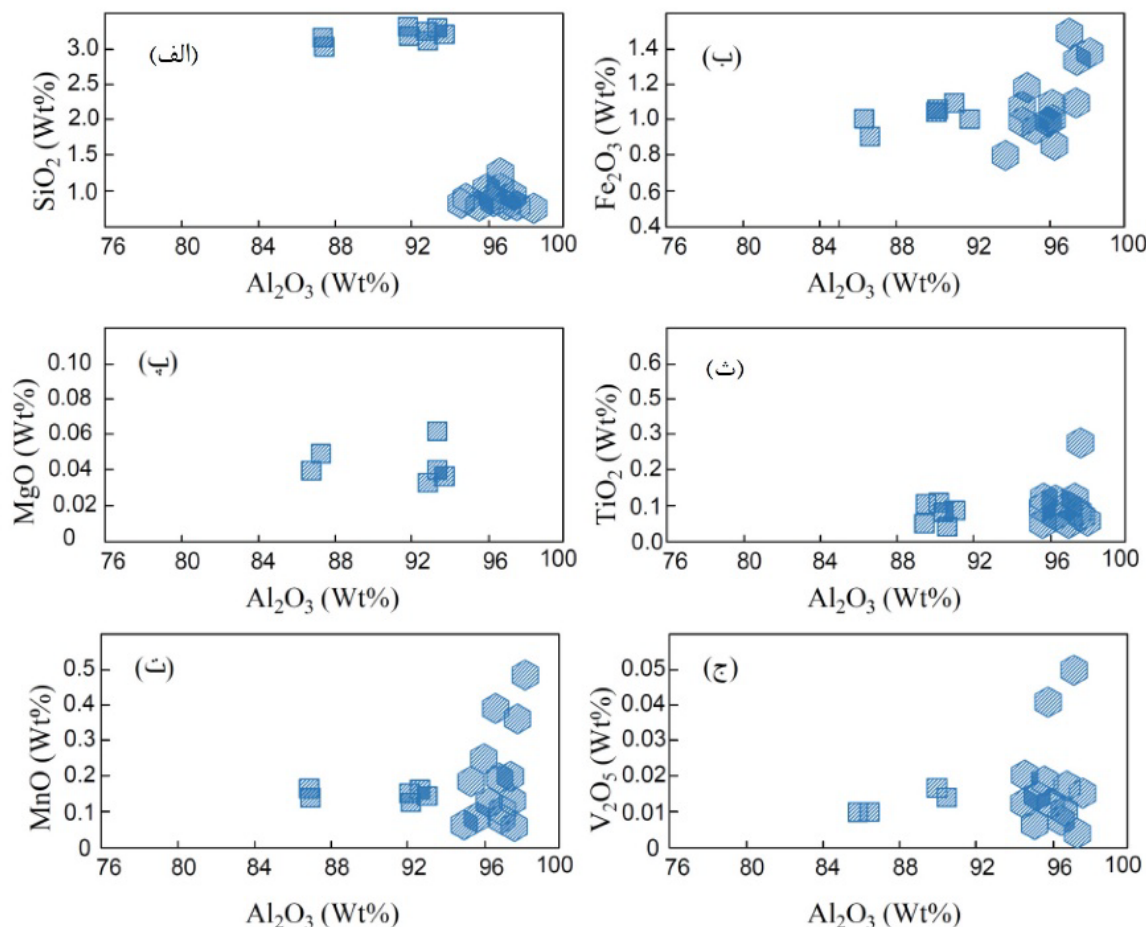
بلورهای کروندوم تشکیل شده در برخی پگماتیت‌ها و همچنین بخش‌های روشن‌تر آنها که اغلب غنی از عناصر قلیایی است، در اثر فقر شدید عناصر مافیک به رنگ سفید تا آبی روشن متبلور می شوند. مقادیر کم ۰/۰۱ تا ۰/۰۳٪ از یون‌های فلزی قادرند رنگ‌های متنوعی در بلورهای کروندوم ایجاد کنند. عناصر اصلی رنگ‌زا در کروندوم‌های طبیعی کاتیون‌های آهن دو و سه ظرفیتی و ($Fe^{2+}$, $Fe^{3+}$) کاتیون کروم سه ظرفیتی ($Cr^{3+}$) هستند، اگرچه این عناصر نیز با مقادیر کمتر از ۱۰۰ ppm می‌توانند رنگ‌های متنوع ایجاد کنند. در منطقه خاکو، رنگ آبی و بنفش مایل به آبی (یاقوت کبود) دیده شده که در نمودار اشمیت و پریتی [۱۶] در گستره آبی، آبی مایل به بنفش و آبی مایل به سبز قرار می‌گیرد (شکل ۳). تجزیه‌های شیمیایی انجام شده (جدول‌های ۱ تا ۳) نشان می‌دهند که بلورهای طبیعی منطقه خاکو همه بیش از ۹۰٪ اکسید آلومینیم ($Al_2O_3$) دارند. در نمونه‌های تجزیه شده به روش XRF، اکسید سیلسیم ($SiO_2$) به عنوان دومین اکسید اصلی دارای مقادیری بین ۲ تا ۵٪ است، ولی در نمونه‌های تجزیه شده به روش EPMA مقادیر این اکسید بسیار ناچیز و حدود ۰/۶ ٪ است. این امر ممکن است به دلیل اثر میانبارهای کوارتز درون بلورهای پودر شده طی تجزیه‌های شیمیایی XRF باشد (شکل ۴ الف). در همه نمونه‌های طبیعی، بیش از ۰/۶٪ اکسیدآهن وجود دارد (شکل ۴ ب). مقادیر اکسید منیزیم (MgO) بسیار ناچیز در تجزیه شیمیایی XRF (کمتر از ۰/۶ درصد) و ICP-MS (حدود ۳۰۰ تا ۶۰۰ppm) وجود دارد (شکل ۴ پ). اکسید تیتانیوم ($TiO_2$) بین ۸۰ تا ppm ۴۰۰ وجود دارد (شکل ۴ ث). مقدار اکسید منگنز (MnO) نیز بین ۵۰ تا ppm ۶۰۰ (شکل ۴ ت) و اکسید وانادیوم بین ۹ تا ppm ۴۰ است (شکل ۴ ج).

**عناصر فرعی**

در سال‌های اخیر،پژوهش‌های بسیاری پیرامون اثر عناصر فرعی و کمیاب بر کیفیت گوهرشناسی بلورهای کروندوم انجام شده است. مقادیر ناچیز این عناصر بر رنگ، شفافیت و حتی قابلیت تراش بلورهای کروندوم موثر است. افزون بر این، در گوهرشناسی از قابل اطمینان‌ترین روش‌ها برای شناسائی و تفکیک بلورهای طبیعی از بلورهای مصنوعی کروندوم استفاده از عناصر فرعی و کمیاب بوده [۲۴-۳۰] و همچنین این داده‌ها برای تمایز بین کروندوم‌های طبیعی از مناطق مختلف جهان بکار برده شده است [۲۵-۳۶].




**شکل ۳** اثر عناصر رنگ‌زای کروم و آهن در بلورهای طبیعی کروندوم منطقه خاکو (مربع آبی بر اساس نتایج XRF و ICP-MS و شش ضلعی آبی بر اساس نتایج EPMA. نمودار از اشمیت و پریتی [۱۶].




**شکل ۴** نمودارهای دوتایی نسبت اکسیدهای اصلی به اکسید آلومینیم در بلورهای کروندوم طبیعی (نشانه‌های روی نمودارها همرنگ با بلورهای کروندوم مورد بررسی است. مربع بر اساس داده‌های XRF و شش ضلعی نشانگر داده‌های EPMA است). (الف) نسبت $SiO_2$-$Al_2O_3$. (ب) نسبت $Fe_2O_3$-$Al_2O_3$. (پ) نسبت MgO-$Al_2O_3$ (ث) نسبت $TiO_2$-$Al_2O_3$. (ت) نسبت MnO-$Al_2O_3$. (ج) نسبت $V_2O_5$-$Al_2O_3$.

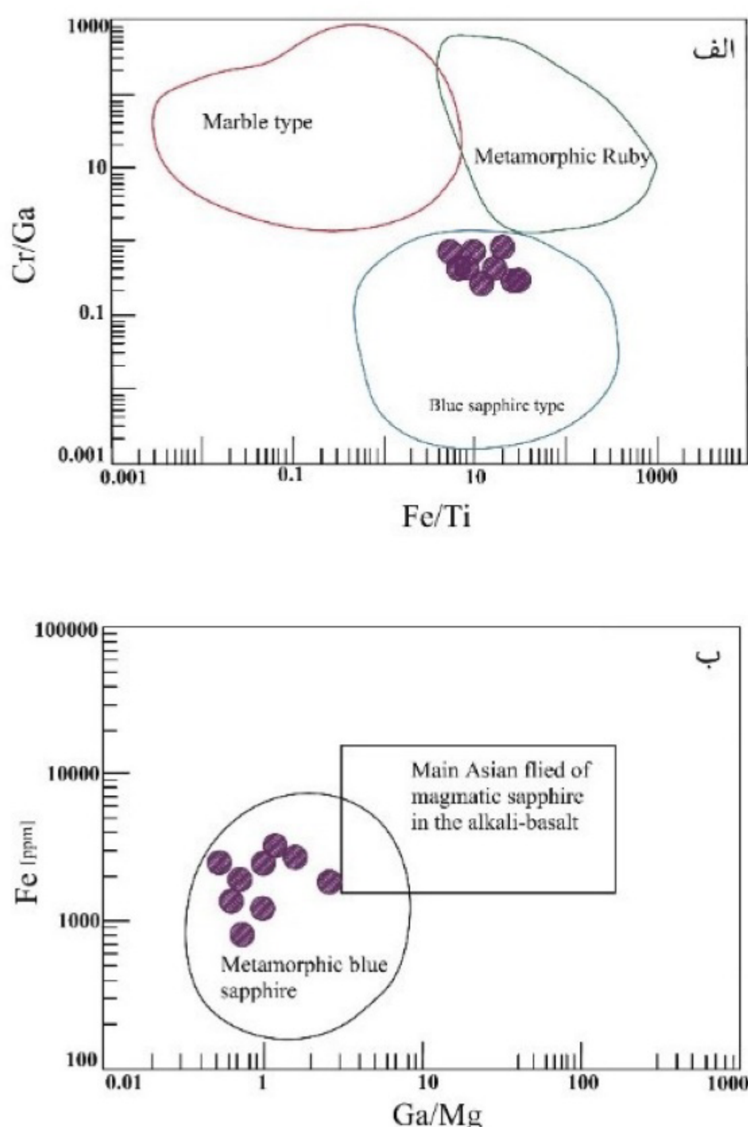
نتایج تجزیه شیمیایی در کانسار خاکو به روش ICP-MS بیانگر مقادیر به نسبت بالای باریم (Ba)، پتاسیم (K) و گالیم (Ga) در ترکیب کروندوم‌های منطقه است (جدول ۲). این عناصر به احتمال بسیار در ایجاد رنگ نقش مهمی دارند که بررسی های تکمیلی با استفاده از نمودارهای ارایه شده می‌تواند در پی‌جویی ذخایر جدید راه گشا باشد.

براساس نمودار Cr/Ga نسبت به Fe/Ti [۳۷، ۳۸]، نمونه‌های مورد بررسی از کانسار خاکو در گستره یاقوت کبود قرار دارند (شکل ۵ الف). نسبت مقدار Fe به Ga/Mg در یاقوت‌های کبود آبی کانسار خاکو، خاستگاه دگرگونه تا دگرنهاده را نشان می‌دهد [۳۹]. داده‌های بدست آمده از بلورهای کروندوم بر نمودار دوتایی مرجع [۳۸] نمایش داده شده‌اند. در نمودار آهن نسبت به Ga/Mg، کروندوم گوهری کانسارهای مختلف جایابی شده‌اند که تمایز قابل قبولی در خاستگاه آنها دیده می‌شود. در این نمودار، نمونه‌های جایابی شده از کانسار خاکو در گستره یاقوت‌های کبود پلومازیتی مربوط به فرآیندهای دگرنهاده در لبه توده‌های سینیتی قلیایی واقع هستند (شکل ۶ الف). این نمودار نشان می‌دهد که کروندوم با خاستگاه دگرگونی مربوط به توده های نفوذی سینیتی اغلب دارای گالیوم کمتری (کمتر از ۲۰ ppm) نسبت به آهن است. نمودار دو متغیره $Cr_2O_3$ نسبت به $Fe_2O_3$ کروندوم های گوهری در معادن مختلف را از نظر فرآیندهای دگرگونی و آذرین از هم تفکیک می‌کند. بر این اساس، نمونه‌های کانسار خاکو شباهت بسیاری به نمونه‌های پلومازیتی


[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.6.4 ]
[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.459 ]

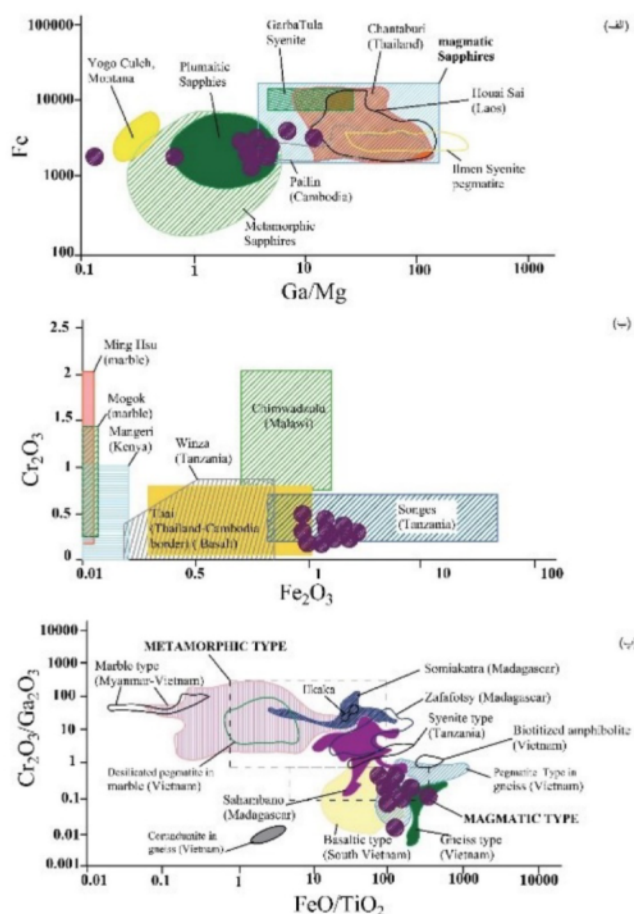
از معادن وابسته به توده های سینیتی در کشور تانزانیا دارند (شکل ۶ ب). در نمودار رسم شده براساس مقادیر اکسیدی کروم به گالیوم نسبت به مقادیر اکسیدی آهن به تیتانیوم، به روشنی خاستگاه ماگمایی ذخایر کروندوم از دگرگونی و دگرنهادی جدا شده است که به دلیل اثر متقابل عناصر به نسبت متحرک تیتان و کروم بر عناصر کم تحرک‌تر آهن و گالیم است [۳۸]. بر این اساس، بلورهای کروندوم کانسار خاکو در منطقه مرزی بین خاستگاه ماگمایی و دگرنهادی و شبیه کروندوم‌های نوع پگماتیتی کشور ویتنام هستند (شکل ۶ پ).

داده‌های مورد بررسی از عناصر کمیاب و اصلی در این پژوهش به طور کلی همپوشی قابل توجهی با یاقوت‌های کبود پگماتیتی و پلومازیتی در ارتباط با توده‌های آذرین سینیتی در کشورهای ویتنام و تانزانیا از خود نشان می‌دهند [۳۹]. کروندوم‌های گوهری دگرگونی کشورهای روسیه و آرژانتین که از معمول‌ترین نمونه‌های با خاستگاه دگرگونی هستند به ترتیب بواسطه مقدار بالای Ti × Cr و مقادیر کم V به راحتی از سایر مکان‌ها متمایز می‌شوند که با نمونه های کانسار خاکو تفاوت چشمگیری در این نسبت‌ها دارند (جدول ۲).




**شکل ۵** (الف) نمودار Cr/Ga (ppm) نسبت به Fe/Ti (ppm) برگرفته از [۳۷].با تغییرات (خط قرمز: از نوع مرمر، خط سبز: یاقوت مونگ هسو با آهن بالاو دگرگونه، و خط آبی: یاقوت کبود [۳۸]. (ب) نمودار Fe (ppm) نسبت به Ga/Mg (ppm) [۳۹].

[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.6.4 ]
[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.459 ]



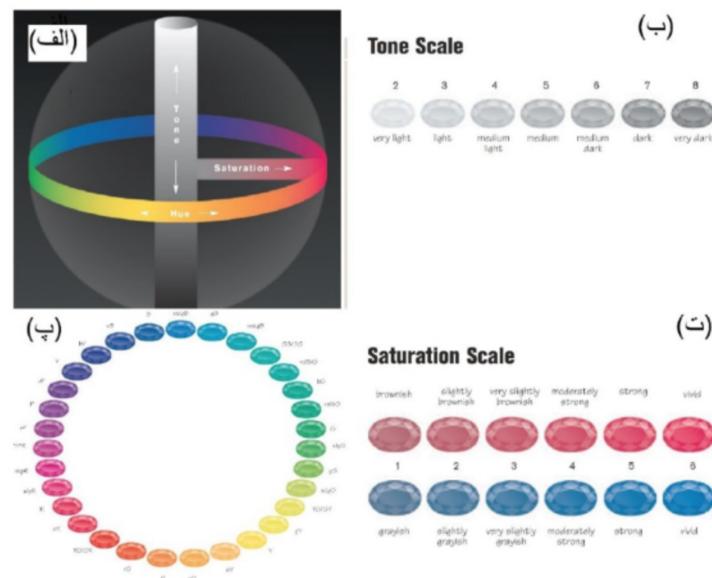

**شکل ۶** نمودارهای رسم شده بر اساس داده‌های تجزیه شیمیایی بلورهای کروندوم خاکو به روش‌های XRF و ICP-MS: (الف) نمودار آهن (Fe) نسبت به Ga/Mg. نمودار پایه برگرفته از مراجع [۳۷، ۳۹، ۴۰] است، (ب) نمودار $Cr_2O_3$ نسبت به $Fe_2O_3$ که انواع ذخایر مختلف آفریقا را نشان می‌دهد. نمودار پایه برگرفته از مراجع [۲۲، ۳۶، ۴۱-۴۴] است.

**بررسی رنگ از دیدگاه گوهرشناسی**

اگرچه مشخص شده است که رنگ آبی روشن تا آبی تیره اغلب در اثر کاتیون‌های کروم ($Cr^{3+}$) و آهن سه ظرفیتی ($Fe^{3+}$) ایجاد می‌شوند و نیز مقدار گالیوم به نسبت بالا که از ویژگی‌های بلورهای کروندوم طبیعی با خاستگاه آذرین است رنگ‌های قرمز تا بنفش را ایجاد می‌کند، ولی در شاخه گوهرشناسی پیرامون واژه رنگ مفصلی بحث شده و ترکیب شیمیایی از عوامل ایجاد آن است. اگرچه موضوع اصلی مورد بحث در این پژوهش تغییرات زمین شیمیایی نمونه‌هاست، اما می‌توان گفت که رنگ در گوهرها به طور کلی به سه ویژگی نوری اصلی بلور بستگی دارد (شکل ۷ الف) که عبارتند از عمق رنگ (Tone) به معنای عمق یا دامنه تاریکی که میزان نور نفوذ کرده و یا به بیان دیگر، میزان تیرگی بلور را نشان می‌دهد (شکل ۷ ب)، (۲) رنگ مایه (Hue) یا رنگ زمینه‌ای که تمایل و نزدیکی یک رنگ به رنگ‌های پایه را در جسم شفاف نشان می‌دهد (شکل ۷ پ) و (۳) درجه اشباعی که در ارتباط با میزان درخشندگی و غلظت رنگ در بلور است. درجه اشباعی برای قضاوت در مورد قدرت یا درخشندگی رنگ گوهر در نظر گرفته می‌شود و بر این اساس، رنگ‌های گرم (ردیف بالا)، دارای درجه اشباع ضعیف‌تر از (۱، ۲ یا ۳) اغلب قهوه‌ای به نظر می‌رسند. برای رنگ‌های سرد (ردیف پایین)، با درجه اشباعی تشبیه خاکستری به نظر می‌رسند. برای هر دو رنگ گرم و سرد، سنگهای با اشباع ۴، ۵ یا ۶ تقریباً همیشه با ارزش‌تر هستند، البته در صورتی که همه عوامل دیگر یکسان باشند. (شکل ۷ ت). این سه عامل به صورت یک مدل سه بعدی در ایجاد رنگ در جسم شفاف عمل می‌کنند.

بر این اساس، بلورهای کروندوم طبیعی کانسار خاکو از نظر عمق رنگ در گروه ۶ و ۷، از نظر میزان درخشندگی در گستره ۲ و ۳ رنگ سرد و از نظر رنگ مایه در گروه بنفش آبی (VB) و آبی (B) قرار دارند.

[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.6.4 ]
[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.459 ]




**شکل ۷** (الف) مدل سه بعدی از عوامل اصلی ایجاد رنگ در اجسام جامد بلوری شفاف ارائه شده توسط موسسه گوهرشناسی آمریکا (GIA) . (ب). مقیاس عمق رنگ درباره دامنه تاریکی یک گوهر . سه استاندارد مهم عبارتند از ۳: روشن ، ۵: متوسط و ۷: تاریک. (پ) نسبت نزدیکی به رنگ‌های اصلی یا رنگ مایه که ۳۱ رنگ گوهر به صورت استاندارد تعریف شده‌اند (استاندارد GIA). (ت). مقیاس اشباع.

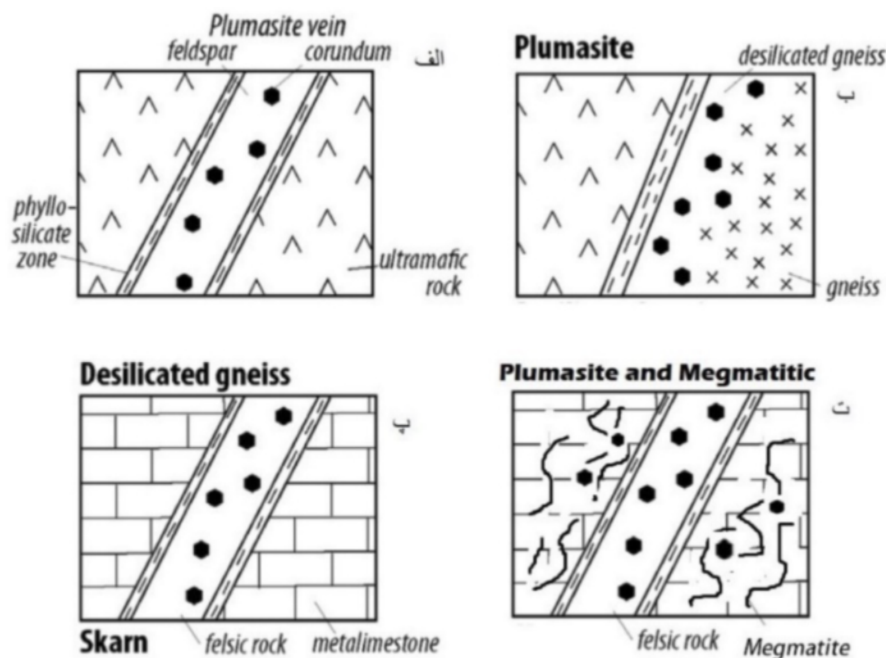
**برداشت**

کروندوم‌های کانسار خاکو به طور کلی، دارای تغییرات گسترده‌ای در مقدار عناصر کمیاب هستند، بررسی های انجام شده نشان می‌دهد که ترکیب زمین شیمیایی عناصر کمیاب وابستگی سازمان یافته‌ای با رخداد زمین‌شناسی بلور مورد بررسی دارد. مقایسه فراوانی عناصر مختلف در نمونه‌های کانسار خاکو و مناطق مختلف جهان بیانگر ویژگی ها زمین شیمیایی دگرنهادی این کانسار است. یادآوری می‌شود که کانسارهای با خاستگاه مشابه در تایلند، کامبوج و تانزانیا آهن به نسبت زیاد (۰٫۲۹۹-۰٫۷۲۲ درصد وزنی FeO) و وانادیوم کم (تا ۰٫۰۰۷ درصد وزنی $V_2O_3$) و قابل مقایسه با کانسار خاکو دارند که تفاوت معنی‌داری با کروندوم‌های با سنگ میزبان مرمر دارای آهن کم (تا ۰٫۱۳۳ درصد وزنی FeO) و وانادیوم زیاد (به طور متوسط ۰٫۰۲-۰٫۰۹ درصد وزنی $V_2O_3$) نشان می‌دهند. البته یاقوت‌های افغانستان با مقدار وانادیوم کم (۰٫۰۲ درصد وزنی $V_2O_3$) استثنا هستند که این امر به مقدار کلسیم بالای سنگ میزبان اسکارنی (تا ۳٫۱۱ درصد وزنی CaO) نسبت داده شده است. یاقوت‌های میانمار بیشترین مقدار وانادیوم را دارند (تا ۰٫۱۷۱ درصد وزنی $V_2O_3$). کروندوم‌های با سنگ میزبان اسکارنی اگرچه به طور متوسط مقادیر بالاتری عناصر کمیاب در ساختارخود دارند، ولی کم و بیش از روندهای تغییرات مشابه با میزبان‌های آتشفشانی پیروی می‌کنند [۳۸]. در این میان، سنگ میزبان دگرگونی شامل گرانیت‌های آناتکسی و گنیس‌های دگرنهاده بیشترین گستره تغییرات را از نظر عناصر اصلی و کمیاب در شبکه بلور کروندوم نشان می‌دهند. برای مثال، کروندوم‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی دگرنهاده در معادن کامبوج و تایلند تغییرات گسترده‌ای را در ترکیب نشان داده‌اند. کانسارهای تانزانیا با بیشترین مقدار آهن، همراه با V و Ti کم که با یاقوت‌های یافت شده در معادن کنیا، با آهن کم و مقادیر بالای گالیم (Ga) شباهت دارد [۴۱]. کانسار خاکو با آهن ۱ تا ۲ درصد وزنی، گالیوم ۱۰ تا ۴۷ ppm، مقادیر تیتان به نسبت بالا با گستره تغییرات شدید ( ۸۳ تا ۶۹۰ppm) و وانادیوم بیش از حد معمول (تا ۳۰ ppm) همانندی بیشتر با معادن یاقوت کبود در تانزانیا دارد. در این مناطق، کانسار ارتباط بسیار نزدیک با فرآیندهای دگرنهادی –پلومازیتی دما بالا دارد. بر این اساس، مدل زایشی کانسار خاکو می‌تواند ترکیبی از دو مدل مختلف ارایه شده توسط پژوهشگران در زمینه تشکیل کانسارهای اکسیدی گرمابی باشد. داده‌های جمع‌آوری شده در این پژوهش بیانگر بهترین همخوانی با مدل دگرنهادی گرمابی دو طرفه (تبادلی) هستند. که در این مدل،

تبادل یونی بین سنگ میزبان غنی از سیال و آلومین با سنگ دربرگیرنده دارای ترکیب مافیک تا فرامافیک، باعث کاهش سیلیس در توده آذرین و پگماتیت (سیلیس‌زدایی) و کاهش آلومین (آلومین‌زدایی) در سنگ دربرگیرنده می‌شود [۴۵]. که این پدیده طی فرآیندهای دگرنهادی گرمابی رخ داده است. این مدل نشان می‌دهد که پدیده‌های دگرنهادی گرمابی و چرخش سیال ها در فشار متوسط و دمای بالا می‌تواند حجم زیاد $SiO_2$ را از بخش‌های لبه گرانیتی و پگماتیتی واشویی کند (شکل ۸). مدل سیلیس‌زدایی در لبه توده‌های سینیت قلیایی توسط راب و راب [۴۶] تکمیل گردید که در آن کروندوم نتیجه برهمکنش سیال های پگماتیتی مهاجم و بخار ابر اشباع با سنگ میزبان دارای آلومین است. امروزه، نظریه دگرنهادی گرمابی توسط پژوهشگران روسی ازجمله کورژینسکی [۴۷، ۴۸] و کولسنیک [۴۹] برای کروندوم دگرنهاده بازبینی شده و بسیار مورد توجه زمین‌شناسان قرار گرفته است [۴۱]. در این نظریه، کروندوم طی فرآیندهای گرمابی و دگرنهادی سنگ میزبان در برخوردگاه با سنگ دربرگیرنده دگرگونی که اغلب دارای ترکیب شیمیایی کاملاً متفاوت از گرانیت یا پگماتیت بوده، ایجاد شده است. سنگ دربرگیرنده اغلب از جنس مرمر، گنیس یا میگماتیت است (شکل ۹). واکنش‌های دگرنهادی دوطرفه مربوط به نفوذ محلول‌های پساماگمایی است که از خود توده اصلی گرانیتوئیدی یا دگرگونی سرچشمه می‌گیرند. سازوکار سیلیس‌زدایی دگرنهادی شامل انتشار سیلیس از یک پگماتیت به یک سنگ مافیک تا فرامافیک است که نقش جاذب $SiO_2$ شسته شده را دارد، این پدیده در بیشتر موارد بررسی شده سریعتر از انتشار آلومین رخ می‌دهد. نسبت Al:Si در رگه‌های پگماتیتی افزایش می‌یابد، و دگرنهادی پلاژیوکلاز–کروندوم در ارتباط با پرآلومینه شدن فلدسپار (آنورتیتی شدن) روی می‌دهد. طی این فرآیند، سنگ اولیه دچار کاهش حجم شده و به طور همزمان کروندوم در خط اتصال سنگ میزبان با سنگ دربرگیرنده دگرگونی با انحلال کوارتز و جایگزینی آنورتیت-کروندوم به جای آلبیت تشکیل می‌گردد. توده‌های پگماتیتی با همبری شامل الیگوکلاز، کروندوم و گاهی میکای سفید (مارکاسیت، مسکوویت، سریسیت) پلومازیت (Plumasite) نامیده می‌شوند، این واژه برگرفته از محل پلوماس در کالیفرنیا بوده و برای نخستین بار توسط لاوسون [۵۰] مطرح شده است. این نوع ذخایر در مناطق مختلفی از دنیا گزارش شده‌اند [۴۵]. در کانسار خاکو، دو همبری کلی دیده می‌شوند: (۱) آلبیت + مسکوویت + فلوگوپیت + کروندوم و آلبیت + کیانیت یا سیلیمانیت + فلوگوپیت و مواد معدنی جانبی چون روتیل و بادلیت. (۲) گنیس دانه درشت با بلورهای کروندوم و آنتی‌پرتیت با فازهای جزئی آلبیت، مسکوویت، فلوگوپیت، روتیل، بادالیت و تورمالین. مجموعه‌هایی با آلبیت + مسکوویت + فلوگوپیت + کروندوم رستیتی هستند، در حالی که آنها دارای کیانیت یا سیلیمانیت با فرآیندهای دگرنهادی باز تبلور یافته‌اند و این شواهد خاستگاه دگرگونی برای کروندوم‌های کانسار خاکو را رد می‌کند.



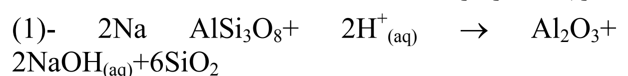

**شکل ۸** مدل سیلیس‌زدایی و تشکیل کانسار کروندوم در لبه توده گرانیتی خاکو بخش‌های میگماتیتی و پگماتیتی.




**شکل ۹** مدل ترکیبی از فرایند دگرنهادی گرمابی و تشکیل انواع کانسارهای دگرنهاده در محل برخوردگاه دو سنگ با ترکیب شیمیایی متفاوت [۴۱]: (الف) سیال دگرنهاده در راستای تماس دو سنگ با زمین شیمی متفاوت مانند سنگ فرامافیک یا مرمر و پگماتیت یا گنیس گردش می‌کند. (ب) نفوذ سیال در سنگ‌ها باعث سیلیس‌زدایی دگرنهادی سنگ‌های غنی از سیلیس می‌شود. (پ) تشکیل سنگ‌های دگرنهاده چون آنورتوزیت درون توده پگماتیتی، یعنی پلومازیت و سنگ‌های غنی از فیلوسیلیکات (اسکارن، فلوگوپیت شیست، شیست ورمیکولیت، میگماتیت). (ت) مدل ارائه شده برای تشکیل کانسار خاکو که سیلیس‌زدایی در سنگ دربرگیرنده در بخش‌های میگماتیتی نیز صورت گرفته و باعث تبدیل آلومینوسیلیکات‌ها به کروندوم شده است.

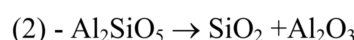
در پایان می‌توان گفت که این مدل در کانسار خاکو همخوانی ویژه‌ای با شواهد سیلیس‌زدایی در بررسی های زمین‌شناسی صحرایی و سنگ نگاری دارد که طی آن فرآیندهای دگرنهادی گرمابی (واکنش ۱) مطابق با شکل ۹) صورت پذیرفته است.

تبدیل آلبیت به کروندوم در اثر سیلیس‌زدایی طی فرآیند دگرنهادی در گرانیت


(1)- $2Na\ AlSi_3O_8 + 2H^+_{(aq)} \rightarrow Al_2O_3 + 2NaOH_{(aq)} + 6SiO_2$

وجود بلورهای کروندوم در بخش میگماتیتی خاستگاه این کانسار را در بخش کوچکی از کانسار به سمت دگرگونی سوق می‌دهد. مدل بیان شده نشان می‌دهد که پدیده‌های دگرنهادی گرمابی و چرخش سیال ها در فشار و دمای بالا می‌تواند باعث سیلیس‌زدایی در بخش‌های میگماتیتی نیز (واکنش ۲) افزون بر بدنه اصلی گرانیتی و پگماتیتی شود:

تبدیل آلومینوسیلیکات به کروندوم در اثر سیلیس‌زدایی طی فرآیند دگرنهادی در میگماتیت‌ها


(2) - $Al_2SiO_5 \rightarrow SiO_2 + Al_2O_3$

**مراجع**

[1] Voudouris P., Mavrogonatos C., Graham I., Giuliani G., Melfos V., Karampelas S., Karantoni V., Wang K., Tarantola A., Zaw K., Meffre S., Klemme S., Berndt J., Heidrich S., Zaccarini F., Fallick A., Tsortanidis M., Lampridis A., *" Gem Corundum Deposits of Greece"Geology Mineralogy and Genesis"*. Minerals 1 (2019) 9-49.

[2] Sheikhi Gheshlaghi R., Ahmadi M H., *"Pegmatites characteristics of South Hamadan: Sapphire gemological study approach (in Persian)"*. Geochemistry 4 (2015) 269-282.

[3] Nemati H., Kavianimanesh A., Maanijou M., *"Study of corundum in pegmatites of Alvand south of Hamadan province (In Persian)",* 23rd symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran (2016) 27-28.

[4] Sadeghi H., Mahmoudi S. H., Jafari M. R., Arian M. A., *"Geochemistry and petrogenesis of corundum pegmatites and corundum crystal geochemistry in Alvand batholith in the southwest*


[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.6.4 ]
[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.459 ]

*area (in Persian)",* 1est annual conference of Iran Geology Society, Tehran (1997).

[16] Schmetzer K., Peretti A., *"Some Diagnostic Features of Russian Hydrothermal Synthetic Rubies and Sapphires",* Gems and Gemology 35 (1999) (1) 17-28.

[17] Kordi F., Sepahi A A., Izadi Kiyan L., *"The study of mineral chemistry and thermobarometry of kyanite-bearing rocks in metamorphic complex of Hamedan area (In Persian)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 26 (1) 2018 3-18.

[18] Sepahi A., Jafari S R., Mani-Kashani S.,*"The study of chemical composition and evolution of minerals during various metamorphic eviense in the Hamadan (In Persian)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 14 (2) (2006) 431-454.

[19] Sepahi A., Cavosie A., *"Constraints on isotope thermometry of quartz aluminosilicate veins in the Hamadan region using Oxygen stable isotopes (In Persian)"*, Iranian Journal of Crystallography 13 (2) 2005 245-258.

[20] Sepahi A A., Molaee T., *"A study of various occurrences of the $Al_2SiO_5$ polymorphs in the rocks/veins of the Hamedan region, Iran: With special reference to origin of quartz-kyanite veins (In Persian)"* .Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 18 (2) (2010) 33-42.

[21] Jafari S R., Sepahi A A., Moazzen M., Shahbazi H., *"The Study of Continuous and Discontinuous Zoning of Garnet Mineral in the Migmatites of the Hamedan Region and Its Petrogenetic Applications (In Persian)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27 (1) (2019) 31-46.

[22] Schwarz D., Pardieu V., Saul J M., Schmetzer K., Laus B M., Giuliani G., Klemm L., Malsy A., Erel E., Hauzenberger C., *"Rubies and Sapphires from Winza, Central Tanzania",* Gems and Gemology 44 (2008) 322-347.

[23] Zwaan J H., Buter E., Mertz-Kraus R., Kane R.E., *"Alluvial sapphires from Montana: Inclusions, geochemistry and indications of a metasomatic origin",* Gems Gemology 51 (2015) 370-391.

[24] Hänni H A., Stern W B., *"Über die gemmologische Bedeutung des Gallium-Nachweises in Korunden",* Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft 31 (4) (1982) 255-261.

*of Hamadan",* Asian Journal Exploration Sciences 33 (2019) 19-25.

[5] Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M., *"U–Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran",* Journal of Asian Earth Sciences. 41 (2011) 238-249.

[6] Pape N., *"petrogenesis of hight P-T metamorphic rock corundum bearenig in the east Borojerd granite body (In Persian) ",* M. Sc thesis, Kharazmi University, Thehran, Iran (2014).

[7] Malmer Chegeni M., *"Synthetic Crystal garnet grow as a garnet gem (In Persian) ",* M. S.c thesis, Kharazmi University, Tehran, Iran (2017).

[8] Aghanabati A., *"The Geology of Iran (In Persian)",* Geological Survey of Iran, Tehran, (2004) 586.

[9] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran a review ",* AAPG Bulletin, 52 (1968) 1229-1258.

[10] Baharifar A. A., *"Petrology of metamorphic rocks in the Hamedan area (In Persian)",* Ph.D Thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran, (2004) 218.

[11] Monfaredi B., Hauzenberger CA., Neubauer F., Schulz B., Genser J., Shakerardakani F., Halama R., *"Deciphering the Jurassic-Cretaceous evolution of the Hamadan metamorphic complex during Neotethys subduction, western Iran"* Internasional Journal of Earth Sciences (Geolgy Rundsch) 109 (2020) 2135-2168.

[12] Chiu H Y., Chung SL., Zarrinkoub M H., Mohammadi S S., Khatib M M., Iizuka Y., *"Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny",* Lithos 162-163 (2013) 70-87.

[13] Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafee M., Ghorbani M., Sepahi A A., Shang C K., Vousoughi-Abedini M., *"Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism",* Journal of Asian Earth Sciences 39 (2010) 668-83.

[14] Baharifar A.A., *"New perspective on petrogenesis of the regional metamorphic rocks of Hamedan area (In Persian) "*, M. Sc Thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran (1997).

[15] Moin Vaziri H., Baharifar A A., *"The study of protholite of metamorphic rocks in the hamedan*

*Thai gems corundum",* Journal of Gemology 28 (2003) 392-398.

[36] Sutherland F. L., Graham I. T., Meffre S., Zwingmann H., Pogson R. E., *"Passive-margin prolonged volcanism, East Australian Plate: outbursts, progressions, plate controls and suggested causes",* Australian Journal of Earth Sciences 59 (2012) 983-1005.

[37] Peucat J J., Ruffault P., Fritsch E., Bouhnik-Le Coz M., Simonet C., Lasnier B., *"Ga/Mg ratio as a new geochemical tool to differentiate magmatic from metamorphic blue sapphires",* Lithos 98 (2007) 261-274.

[38] Kozlowski A., *"Metasomatic origin of the granitoid pegmatites",* Mineralog Socatland of Poland Spec Papers 20 (2002) 112-116.

[39] Atikarnsakul U., Vertriest W., Soonthorntantikul W., *"Characterization of blue sapphires from the Mogok Stone Tract, Mandalay region, Burma (Myanmar)",* GIA News (2018) 1-56.

[40] Zwaan J. H., Buter E., Mertz-Kraus R., Kane R. E., *"Alluvial sapphires from Montana: Inclusions, geochemistry and indications of a metasomatic origin",* Gems and Gemology 51 (2015) 370-391.

[41] Simonet C., Fritsch E., Lasnier B. A., *"classification of gem corundum deposits aimed towards gem exploration",* Ore Geology Review 34 (2008) 127-133.

[42] Rakotondrazafy A. F. M., Giuliani G., Ohnenstetter D., Fallick A.E., Rakotosamizanany S., Andriamamonjy A., Ralantoarison T., Razanatseheno M., Offant Y., Garnier V., *"Gem corundum deposits of Madagascar (A review) ",* Ore Geology Review 34 (2008) 134-154.

[43] Sutherland F. L., Zaw K., Meffre S., Giuliani G., Fallick A. E., Graham I .T., Webb G. B., *"Gem corundum megacrysts from East Australia basalt fields: Trace elements, O isotopes an origins",* Australian Journal Earth Sciences 56 (2009) 1003-1020.

[44] Pham Van L., Hoáng Quang V., Garnier V., Giuliani G., Ohnenstetter D., Lhomme T., Schwarz D., Fallick A. E., Dubessy J., Phan Trong T., *"Gem corundum deposits in Vietnam",* Journal Gemology 29 (2004) 129-147.

[45] Giuliani G., Ohnenstetter D., Fallick A E., Groat L., Fagan A. J., Groat L A., *"The geology and genesis of gem corundum deposits (Chapter 2*

[25] Kuhlmann H., *"Emissionsspektralanalyse von natürlichen und synthetischen Rubinen, Sapphiren, Smaragden und Alexandriten*", Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft 32 (4) (1983) 179-195.

[26] Schrader H W., Henn U., *"On the problems of using the gallium content as a means of distinction between natural and synthetic gemstones",* Journal of Gemmology 20 (2) (1986) 108-113.

[27] Tang S. M., Tang S. H., Mok K. F., Retty A. T., Tay T. S., *"A study of natural and synthetic rubies by PIXE",* Applied Spectroscopy 43 (2) (1989) 219-222.

[28] Muhlmeister S., Devouard B., *"Trace element chemistry of natural and synthetic rubies",* Proceedings of the International Gemological Symposium, A. S. Keller, Ed., Gemological Institute of America, Santa Monica, CA (1991) 139-140.

[29] Yu P., Mok D., *"Separation of natural and synthetic rubies using X-ray fluorescence analysis",* Journal of the Gemmological Association of Hong Kong 16 (1993) 57-59.

[30] Acharya R., Burte P P., Nair A., Reddy A. V. R., Manohar S. B., *"Multielement analysis of natural ruby samples by neutron activation using the single comparator method",* Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry 220 (1997) 223-227.

[31] Harder H., *"Farbgebende Spurenelemente in den natürlichen Korunden",* Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen 110 (2) (1969) 128-141.

[32] Delé-Dubois M. L., Fournier J., Peretti A., *"Rubis du Vietnam",* Revue de Gemmologie a.f.g 114 (1993) 7-10.

[33] Osipowicz T., Tay TS., Orlic I., Tang S M., Watt F., *"Nuclear microscopy of rubies trace elements and inclusions",* Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B 104 (1995) 590-594.

[34] Sanchez J. L., Osipowicz T., Tang S. M., Tay T. S., Win T. T., *"Micro-PIXE analysis of trace element concentrations of natural rubies from different locations in Myanmar",* Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B 130 (1997) 682-686.

[35] Saminpanya S., Manning D A C., Droop GTR., Henderson, C M B., *"Trace elements in*



[ DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.6.4 ]

[ DOI: 10.52547/ijcm.30.3.459 ]

[48] Korzhinsky D. S., *"Theory of metasomatic zoning",* Clarendon Press, Oxford, U.K (1970).
[49] Kolesnik Y. U. N., *"High temperature metasomatism in ultramafic massifs. Novosibirsk, Nauka",* Russia (1976).
[50] Lawson A. C., *"Plumasite, an oligoclase corundum rock, near Spanish Peak",* California (1903).
*Ed)",* Geology of Gem Deposits, second ed., Mineralogical Association of Canada Short Course Series 44 (2014) 29-112.
[46] Robb L. J., Robb V.M., *"Archean pegmatite deposits in the North-Eastern Transvaal",* Mineral Deposits South Africa 12 (1986) 437-449.
[47] Korzhinsky D. S., *"An outline of metasomatic processes",* Internasional Geology Review 6 (1964)10-11